北部フォッサマグナ, 中新世の難波山海底扇状地の復元*

遠藤 正孝**・立石 雅昭***

Reconstruction of the Miocene Nambayama Submarine Fan,
northern Fossa Magana, central Japan*

Masataka ENDO** and Masaaki TATEISHI***

Abstract The Middle to Upper Miocene strata, distributed in the Nishikubiki area in the northernmost part of the Fossa Magna, are divided into the Nambayama and Nodani Formations. The Nambayama Formation, 1800 m thick, underlies conformably the Nodani Formation, 1700 m thick. In this paper, the sedimentary environment of these formations is investigated on the basis of the temporal and spacial distribution of sedimentary facies, the bed-thickness ratio of sandstone and shale, and the paleocurrent.

The sediments of these Formations are characterized by the turbidite and its associated deposits. The thick flysch sequence of the Nambayama Formation, in particular, is called the Nambayama facies. The following lithofacies are recognized, that is, the conglomerate, thick-bedded sandstone, flysch-type alternated bed of sandstone and shale (classical turbidite), shale or mudstone, pebbly shale (mudstone), and slumping bed. The conglomerate facies is rarely observed. In addition, several sedimentational types are recognized characteristically in the vertical sedimentary sequence; the frequent finning-upward sequences of channel-fill origin (MUTTI & Ghibaudo, 1972; Walker, 1984), and common occurrence of the coarsening-upward sequence formed by progradation of suprafan-lobe sediments (Walker, 1984; Stow, 1985). The irregular sequence is also common. Specially the sandy sequence is surrounded by the muddy sequence. These vertical sequences and horizontal associations indicate that the Nambayama and Nodani Formations were deposited on the submarine fan and basin plain.

Based on the iso-lines of bed-thickness ratios of sandstone and shale and the paleocurrent data, it is reasonably concluded that the coarse sediments of the Nambayama submarine fan were supplied mainly by lateral currents from east or southeast, and partially by longitudinal currents from south or southwest. Furthermore, these data show that the longitudinal supplies became more frequent after the deposition of the upper member of the Nambayama Formation.

はじめに

新潟県南西部の西頸城山塊には、厚く堅硬な新第三系

1989年9月7日受付, 1989年12月5日受理.

* 日本地質学会第93年学術大会(1986年・山形大学)にて一部講演.

** 長野県飯田風越高等学校. Iida-Fuetsu High School, Beppu, Kamisato-machi, Nagano Prefecture 395, Japan.

*** 新潟大学理学部地質鉱物学教室. Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Niigata University, Ikarashi-2, Niigata 950-21, Japan.

のフリッシュ型互層が分布する. 大村(1930), 藤本ほか(1951)によっていわゆる“難波山層”と呼ばれたこのフリッシュ型互層は西田ほか(1966a), 赤羽(1975)によって層序学的に再検討されるとともに, 西田ほか(1966b), 津田ほか(1976)などによって堆積学的に検討されてきた. 津田(1978)はそれまでの研究成果をもとに, このフリッシュ型互層が海底扇状地堆積物であると結論した. しかしながら, このフリッシュ型互層を形

成した海底扇状地システムが具体的にどのようなものであるのかは未検討のままであった。

“難波山層”は時代的には中新世中期、新潟油田標準層序の七谷期から寺泊期にかけて(およそ 14.5~10 Ma)の堆積物である(米谷ほか, 1986)。同時期のフリッシュ型互層は東に隣接する東頸城地域の地下や直江津から柏崎沖の海底下にも存在することがボーリング資料などによって確かめられ、その特徴的な層相は難波山相と呼ばれている。難波山相が分布する頸城地域は背弧堆積盆としての新潟堆積盆の南西部に位置するとともに、北部フォッサマグナの最北部にあたる。より大きな構造的位置からみれば、本州弧と伊豆-マリアナ弧との会合部の背弧地域といえる。同時代の地層で厚いフリッシュ型互層をなす地層は西南日本外帯の前弧地域や北海道中央部に認められるが、日本海沿岸の背弧地域には少なく、中国西海区などに小規模に分布するそれらの地層に較べても、難波山相の厚さと広がりとは特異なものといえる。難波山相の堆積システムは日本海形成初期の造盆地運動とともに、更にその後の構造運動が重なったものと考えられる。その堆積システムの解明はこうした場における構造運動を明らかにする上で重要な資料となるものと考えられる。

本報告は海底扇状地としての難波山相の堆積システムを解析した結果をまとめたものである。堆積システムの解析は、“難波山層”が地表でよく露出している西頸城山塊の名立川流域での野外調査をもとに、1)岩相の分類とその累重・側方変化、2)砂岩泥岩層厚比、3)古流系を検討し、行った。

なお、名立町沢田元次氏並びに上越市秋本吉雄氏には本研究における野外調査に際したいへんお世話になった。厚く感謝する次第である。

層 序 概 説

新潟県上越市西方の西頸城山塊は日本海に面した新第三系の山地としてはかなり深い侵食谷地形をもち、第四紀における隆起山塊としての特徴を示す。調査地域は山塊の東部にあたり、名立川以東、桑取川とその支流域である。この地域には全層厚 5000~6000 m に達する厚い新第三系が分布する。この新第三系は下位より難波山(再定義)・能生谷・川詰・名立・谷浜の各層に分けられる。川詰層より上位の層序についてはすでに報告した(遠藤・立石, 1985)。ここでは中新世中期の海底扇状地とその縁辺相をなす難波山層と能生谷層についてその層序を概説する。地質図、層序総括図、および各個柱状図をそれぞれ第 1, 第 2, および第 3 図に示す。

なお、名立川流域の“難波山層”の層序区分は、従来西田ほか(1966a)と赤羽(1975)で異なっていた。今回堆積学的検討に先立って層序学的にも再検討を行った結果、部層オーダーでは赤羽(1975)とほぼ同じ区分を得た。しかし、後述のように本地域においては飛山層(赤羽, 1975)を区分・設定する積極的資料に乏しいためこれを廃し、あらためて難波山・能生谷の 2 累層に区分した。

難波山層は難波山背斜軸部とその翼部に分布し、下限不明であるが、厚さ約 1800 m 以上、堅硬な砂岩、砂質フリッシュと黒色頁岩の交互層からなる。わずかに礫岩、含礫泥岩、凝灰岩を伴う。砂質堆積物と泥質堆積物の量比をもとに、下位から A~H の 8 部層に分けられる。A から D 部層は紫雲谷、E から G 部層は神楽沢、H 部層は難波山林道をそれぞれ模式地とする。砂質堆積物を主体とする部層は A, C, F, および H 部層、泥質堆積物を主とする部層は B, E, および G 部層である。D 部層は C 部層から漸移し、E 部層との中間的な岩相を示す。これらの部層は層序総括図(第 2 図)に概念的に示すように、基本的には累重関係ながら、一部側方に移化する。

能生谷層は難波山層を整合に覆い、難波山背斜の西翼に帯状に分布する。厚さ約 1700 m, おもに暗灰色塊状泥岩と泥質フリッシュからなるが、厚層砂岩および砂質フリッシュ、まれに凝灰岩を伴う。岩相上、下位から横畑、皆口、および中ノ俣の 3 部層に分けられる。それぞれ横畑、中ノ俣川とトドメキ川(第 3 図ルート No. 20)合流点付近、中ノ俣を模式地とする。横畑部層はおもに泥質フリッシュと暗灰色泥岩、および等量フリッシュからなり、砂岩と砂質フリッシュを挟む。皆口部層はおもに暗灰色泥岩からなり、しばしば砂岩を挟む。また、中部に最大層厚 25 m の西谷内凝灰岩(赤羽, 1975)を挟む。中ノ俣部層は暗灰色泥岩と泥質フリッシュからなる。

難波山層および能生谷層の砂岩には球状のノジュール、頁岩や泥岩には玄能石が普遍的に産する。また、しばしばスランプ構造や含礫泥岩などのスランプ堆積物が見られる。

難波山層および能生谷層の堆積した時代については、有孔虫化石の検討をもとに渡辺(1976)や米谷ほか(1986)によって、難波山層 A 部層は新潟油田標準層序の七谷期に、難波山層 B 部層から能生谷層にかけては寺泊期に、さらに能生谷層上部は椎谷期に堆積したとされている。

第1図. 新潟県西頸城地域, 名立川流域の地質図.

第2図. 西頸城地域, 名立川流域の中部~上部中新統の層序総括.
地質年代については渡辺(1976)および米谷ほか(1986)に基づく.

堆 積 相

難波山層および能生谷層を構成する碎屑物はフリッシュ型砂岩頁岩(泥岩)互層, 砂岩, 頁岩(泥岩), 礫岩, 含礫泥岩からなる, タービダイトとその随伴堆積物である. ここではこれら各岩相の産状および特徴とその累重様式について記載する.

1. 堆積相の区分

[礫岩: conglomerate]

厚い礫岩の発達は見られない. 次に述べる厚層砂岩の最下部に中~細礫が密集する形で産し, 層厚は厚いものでも数十 cm 以下である. 正級化し, 下部の clast-supported conglomerate から上部へ matrix-supported conglomerate に移化することが多い. 礫は一般に垂円~円礫で, 礫径が大きいほど円磨度が高く, 細礫はほとんどが垂角~垂円礫である. 基質は大部分粗粒~中粒砂からなる.

[厚層砂岩: thick-bedded sandstone]

岩相の特徴からⅠ型・Ⅱ型の2つのタイプに分けられる。

Ⅰ型は、極粗粒～中粒砂を主体とし、しばしば最下部に細礫を伴う。単層の厚さが1 m 弱から厚いもので10 m に達する。下位層を削り込むことも普通にみられ、ときに基底にチャンネル構造や大型のグループマークなどが観察される。内部堆積構造は不明瞭であるが、単層上部に平行葉理や級化構造が普遍的に認められる。全体として級化構造が不明瞭であるが、基底に礫を伴う場合は最下部に級化構造が発達することがある。上位に伴う頁岩は一般に薄く、しばしばより上位の砂岩が頁岩を削り、砂岩どうしが癒着した複合層を形成している。また、単層上部の葉理状の泥質部が側方で明瞭な頁岩層に移化することがある。しばしば泥岩の同時侵食礫を含む。

Ⅱ型は中粒～細粒砂で構成され、淘汰もよい。一般にⅠ型の砂岩より薄く、1 m 弱から5～6 m である。級化構造は普通認められない。葉理構造が認められないものと、上部あるいは全体に平行葉理が発達するものがある。ときに単層上部で極細粒砂と泥が薄互層状を呈することがあるが、リップル斜交葉理は観察されない。下底の削り込みはⅠ型ほど大きくない。伴われる頁岩は薄い。連続性がよい。同時侵食礫は少ない。

[砂質フリッシュ: sandy flysch]

タービダイトの砂岩の厚さが泥岩に比して厚い、いわゆる砂岩優勢砂岩頁岩(泥岩)互層で、本地域においては後述のとおり砂岩と頁岩の層厚比は平均4:1である。岩相の特徴からⅠ型・Ⅱ型の2つの型に分けられる。

Ⅰ型は砂岩の厚さが50 cm 程度から2 m 弱まで、多様であるが、1 m 以上のものは少ない。粗粒～中粒砂よりなる。厚層砂岩に比し、砂岩部の上下が平行的で、連続がよい。単層上部に数 cm～10 cm 程度の平行葉理と、その直下にコンボリュート葉理がしばしば発達する。時に平行葉理部に炭質物が濃集している。下位層の小規模な削り込みがみられたり、扁平もしくは葉片状の泥岩偽礫を含むこともあり、厚層砂岩(Ⅱ型)との厳密な区分は困難な場合もある。底痕は少ない。

Ⅱ型はⅠ型に較べてより薄く、粒度も一般に中粒～細粒砂である。最下部が粗粒砂の場合もある。まれに10 cm 以下のものもあるが、普通20～80 cm 程度のものが多い。級化構造は普遍的にみられ、BOUMA(1962)の完全シークエンス T_{a-e} 、または T_{b-e} をもつ、いわゆる古典的プロキシマルタービダイトに属するものから、薄いものでは T_{c-e} といったディスタルタービダイトに属するものまである。しかしながら、粒度や厚さなどから

明らかにこの岩相に属すると考えられる砂質フリッシュでも、肉眼的には級化構造以外内部堆積構造が観察されないことも多い。種々の底痕が豊富に産する。

砂質フリッシュは難波山累層に特徴的に発達する岩相で、能生谷層には少ない。また、本地域の互層は次に述べる等量フリッシュ、泥質フリッシュも含めて、一般に砂岩部から上位の泥岩部への移行が漸移的であり、境界が不明瞭なことが多い。能生谷層にみられる互層のところが、難波山層のものよりやや明瞭である。また、単層の内部堆積構造も能生谷層の方が明瞭に識別できる。

[等量フリッシュ: normal flysch]

砂岩と泥岩の層厚比がほぼ1:1のフリッシュ型互層で、砂岩部と泥岩部を合わせた層厚は10 cm 弱～30 cm で、一定している。この岩相もその特徴からⅠ型・Ⅱ型の2つのタイプに分けられる。Ⅰ型が圧倒的に多い。

Ⅰ型は中粒～極細粒砂からなる。級化構造が不明瞭な場合もあるが、比較的厚い単層にはしばしばBOUMA(1962)の T_{a-e} 、 T_{b-e} 、または T_{c-e} といったシークエンスが認められる。単層の上下は平行で側方への連続もよい。底痕も豊富である。この岩相は単独で厚く発達することは少なく、砂質フリッシュと泥質フリッシュの漸移部にみられることが多い。

Ⅱ型は難波山層のF・H部層中にまれにみられる。砂岩部の厚さは5 cm 以下で、中粒～細粒砂からなる。層理面は波うち、しばしばpinch-and-swellが認められる。内部堆積構造はBOUMA(1962)の T_{c-e} をもつものが多く、中には T_a から直接 T_e に移化するものもある。このような性質の互層は後述する泥質フリッシュの一部にもわずかに認められる。

なお、能生谷層の横畑部層中には、Ⅰ型に分類されるもののうち、一見、砂岩部の厚さが10～15 cm 程度、泥岩部の厚さが20 cm 弱の等量～泥質フリッシュ様の互層があるが、これらを詳しく観察すると、泥岩部に3～5 cm 間隔で1 cm 弱のやや砂質な部分を挟み、複互層状を呈する特徴的な岩相が認められる。

等量フリッシュはほかのフリッシュに比して量的に少ない。

[泥質フリッシュ: shaly flysch]

泥岩部の層厚が砂岩部に比してより厚い、いわゆる泥がち互層である。砂岩部と泥岩部の層厚比は平均1:4で、泥岩部の厚さは、一般に数 cm～20 cm であるが、30 cm を越える場合もある。単層の連続性はきわめてよく、厚さもほとんど変化しない。非常にリズムカルな互層である。砂岩部は細粒～極細粒砂主体で、淘汰がよい。一般に級化構造が明瞭なものは少ないが、BOUMA

第3図. 名立川流域における難波山層 A~H 部層の各個柱状図.

点線で囲まれた部分はロープ堆積物と考えられる砂質堆積物を表す. 柱状図作成ルートはルート図に示す.

(1962)の T_{c-e} , あるいは T_{b-e} といったシーケンスが認められる. 底痕はあまり多くないが, 小さなグループマーク, プロッドマークなどが認められる. 難波山層の E・G 部層などでは一部に砂質シルト岩と頁岩が互層する場合や, 砂岩部の厚さが 1 cm 以下の場合もあり, これらは後述する頁岩との区別が困難である. また, 難波山層の A 部層には薄い単層で, 砂質部の平行葉理から上方ヘラミナの単位で泥と薄互層し, 次第に泥の厚さを増して上位の頁岩に移化するものが認められる. なお, 泥質フリッシュとした岩相の中に, 等量フリッシュ

(Ⅱ型)とほぼ同様の特徴(異なる点は砂泥比がより小さいこと)をもつものがある. これをⅡ型の泥質フリッシュとし, それ以外の前述した泥質フリッシュをⅠ型とする. Ⅱ型の産状は等量フリッシュ(Ⅱ型)と同様, 厚層砂岩に挟まれて産することがほとんどで, 量的には少ない.

泥質フリッシュ(特にⅠ型)は能生谷層下部に特徴的に発達する.

[頁岩・泥岩: shale and mudstone]

難波山層中のものはほとんどが黒色硬質頁岩で, 数

cm~20 cm ごとに 1 cm 程度の極細粒砂を平行葉理に沿って挟み、互層状を呈するか、あるいは不明瞭ながら平行葉理をもつものと、塊状でまったく内部堆積構造をもたないものの 2 つのタイプがある。前者をⅠ型、後者をⅡ型とする。Ⅰ型は葉理面に沿って薄く板状に割れ、Ⅱ型はより砂質で、しばしばスランプ堆積物や含礫泥岩を伴う。また、とくに E 部層の頁岩からは魚骨・魚鱗・植物などの化石を豊富に産する。石島・松尾(1974)のホンダワラ科海藻化石もこの頁岩より発見されたものである。

能生谷層中のものは、暗灰色塊状泥岩が主体で、難波山層中の頁岩に比し、かなり軟質である。内部堆積構造はほとんどもたないが、しばしば褐色のうずら卵~鶏卵大の石灰質ノジュールを含み、それらが等間隔で層理に平行に配列することがある。

[含礫泥岩: pebbly mudstone]

砂質な泥岩あるいは頁岩を基質とする、matrix-supported conglomerate で、礫は少なく、中~細礫を主体とする。しばしば磨耗した破片状の貝化石を含み、時に直径数十 cm の砂岩のブロックを取り込むこともある。

第4図. 難波山層の代表的堆積柱状図.

各柱状図の横スケールは粒径を表す. 1, 2, 4 は上方細粒化層, 3 は2サイクルの上方細粒化層, 5 は3サイクルの上方粗粒化層と最上部の上方細粒化層, 6 は上方粗粒化層を表す(第5図参照). 層準は難波山林道におけるH部層.

第5図. 砂岩層の垂直的な層厚変化.

横スケールは対数表示の層厚(単位: cm). 縦スケールは累重する砂岩層の枚数を示す. 図中数字は第4図の堆積柱状図の番号に対応する.

泥岩中に挟まれる場合, その境界は不明瞭なことが多い. 層厚は1 m 程度から10 m 以上に達するものまである. 特に規模の大きなものは能生谷層に発達する.

[スランプ層: slump bed]

上下を普通に成層した地層に挟まれ, スランプ褶曲, 流状構造などのスランプ構造をもつ地層をここではスランプ層と呼ぶ. 層厚は1 m 程度のものから10 m 以上に達するものまである. 規模の大きなものは能生谷層に発達する.

2. 堆積サイクル

累重するフリッシュ層の垂直的な層相変化の規則性・周期性についてはいくつかのオーダーでその存在が認められ, その成因についても議論が行われてきた. 本地域の地層についても3つのオーダーでの規則性・周期性が認められる. 第1は累層オーダーでの規則性で, 難波山層から能生谷層にかけて上方に細粒化する. 第2

は部層オーダーの周期性で, 2~3部層すなわち厚さ数100 m 間に, 泥質堆積物と粗粒堆積物が周期的に繰り返す. 第3は10~数十 m オーダーの規則的な岩相変化である. 第1および第2の変化は, 扇状地全体の堆積システムの変遷や, 海面変動・後背地の隆起といった, より広域的な造構運動を反映したものである. 本報告の主たる目的に合わせて, ここでは扇状地内部の堆積環境を検討する上で重要な第3のオーダーの規則的な岩相変化について記述する.

10~数十 m 単位の規則的な岩相変化は各個柱状図(第3図)でも読み取ることができるが, ここでは連続した露頭での1/50 堆積柱状図にもとづいて, より詳細な解析が可能な難波山林道(第3図ルート No. 1)での検討結果を述べる. 堆積柱状図は粒度・層厚・内部堆積構造・下底面の形態・外部堆積構造に注目して作成した. 代表的な堆積柱状図を第4図に示す. 更に砂岩部の層

厚の垂直変化をグラフ(第5図)化し、堆積サイクルを認定した。このオーダーの岩相変化には上方細粒・薄層化および上方粗粒・厚層化する規則的変化があるとともに、不規則ないし無変化の累重関係をもつものがある。このうち、上方細粒・薄層化層が難波山層に最も普遍的な累重様式である。

1) 上方細粒・薄層化相: 2つの型がある。1つは第4・5図の1および2によって代表される累重様式で、厚いスランプ層や礫層を伴うことで特徴づけられる。基本岩相としてはおもに厚層砂岩および砂質フリッシュから構成される。10数m~20mの間にタービダイトの砂岩部の厚さは数mから30cm程度に連続的に減少し、粒度もそれに対応して小さくなる。泥岩部の厚さは10~20cmとあまり変化しない。サイクルの上下には泥質フリッシュを挟在し、類似のサイクルが数回繰り返すことが多い。

第2の型は第4・5図の3、4あるいは5の上部で代表される累重様式で、前者より層厚の薄い砂質フリッシュおよび泥質フリッシュよりなる。1サイクルの厚さも薄く、10m前後であるが、砂岩層の枚数は10数枚から25枚とやや多くなる(第5図)。砂岩部の厚さは1m+から数cmへと連続的に減少する。スランプ層を伴うことはない。泥岩の厚さは前者と同様あまり変化しない。砂岩の薄層化が規則的で、全体に整然としたリズムミカルな印象を与える。

2) 上方粗粒・厚層化相: 2つの型がある。1つは第4・5図の5に代表される累重様式で、下位より泥質フリッシュ、(等量フリッシュ)、砂質フリッシュ、(厚層砂岩)の順に累重し、10数mの間で上方へ層厚を増すものである。5の例では50枚前後の砂岩層からなる(第5図)。部分的に厚い砂岩を挟み、やや不規則になることもある。5の例は子細にみると、より小さな数m単位の上方向厚層化相が重なって全体として1つの厚層化相をなしている。

第2の型は第4・5図6に代表されるもので、厚い頁岩あるいは泥質フリッシュの上に厚層砂岩が累重し、上方に厚層化するものである。中間的な砂質フリッシュの発達が悪い。1サイクルは40枚以上の砂岩層からなり、その厚さは10数mから20mと比較的大きい。

3) 不規則もしくは無変化の累重相: 上記の比較的規則的な岩相変化を示す累重様式とともに、規則性の認められない、あるいは変化のない累重相がある(第5図)。不規則型は層厚の変化に規則性がなく、厚い砂岩やスランプ層がしばしば泥質層中に無秩序に挟まれるものである。それに対して無変化の型は10数mにわたって層

厚に変化のない泥質フリッシュが累重するものである。上方厚層化相の下位に発達することが多く、また、スランプ層を伴うことがある。

砂岩泥岩層厚比と古流系

ここではおもに難波山層の堆積環境を復元するためにその砂岩泥岩層厚比、古流系について検討する。

1. 砂岩泥岩層厚比

タービダイトとその随伴堆積物からなる難波山層の堆積様式を明らかにする上で、各部層における砂岩泥岩層厚比の地理的分布を検討した。

本地域に普遍的なフリッシュ型互層の砂岩泥岩層厚比を求めるために、各フリッシュ型互層において計2478枚の砂岩部・泥岩部の厚さを実測し、その平均的な砂岩泥岩層厚比を計算した。その結果、砂質フリッシュの砂岩泥岩層厚比は約4:1、泥質フリッシュは約1:4という値を得た。等量フリッシュについては当然のことながら約1:1である。

各部層の各個柱状図(第3図)から、各部層の全層厚の2/3以上が露出するルートにおいて、各岩相を砂岩と泥岩に振り分け、それぞれの厚さの総和から、その部層のそのルートにおける砂岩泥岩層厚比を計算する。各岩相の振り分けは、前述の各フリッシュの砂岩泥岩層厚比をもとにして

砂岩=厚層砂岩+砂質フリッシュ×4/5+等量フリッシュ×1/2+泥質フリッシュ×1/5+礫岩+凝灰岩

泥岩=泥岩(頁岩)+砂質フリッシュ×1/5+等量フリッシュ×1/2+泥質フリッシュ×4/5+含礫泥岩とする。

各ルートの砂岩泥岩層厚比を平面図にプロットする。プロットする地点は、各ルートにおけるその部層の柱状図の中央に位置する地層が露出する地点とする。第6図に難波山層の部層ごとの等砂岩泥岩層厚比線(iso-line)を示す。全体として難波山層におけるiso-lineは南北方向であり、東側がより砂質で、西に泥質となる。F層では明瞭に2か所に砂の割合の高い部分が認められる。

能生谷層は調査地域内では北東部のみに分布し(第1図)、また泥岩が優勢なためiso-lineを引くことはきわめて困難である。砂岩および砂質フリッシュを挟む横畑・皆口部層ではNNE-SSW方向のiso-lineが弱く認められ、東の方がやや砂がちである。

2. 古流系

豊富に観察される物痕(tool mark)・削痕(scour mark)などの有方向性底痕をはじめ、リップルマーク、

第6図. 難波山層各部層の砂岩泥岩層厚比の等比線(iso-line)と古流向。
泥質堆積物の優勢な B, E, および G 層については省く。図にはまたスランプ層の迂り方向を示した。

砂岩のパーティングリニエーション、砂粒のオリエンテーションなど、各種の有方向性堆積構造を用いて、難波山層の古流系を解析した。底痕による古流系は、単層に5個以上観察・計測されたとき、そのベクトル平均を1資料とした。BおよびG部層では古流向を示すデータは得られなかった。得られた古流向を部層ごとに平面図にプロットすると第6図のようになる。全体として南方からの軸流とともに、東あるいは南東からの側方流が認められる。軸流は一般に砂岩泥岩層厚比のiso-lineに平行に近い。一方、側方流はiso-lineに直交ないし大きく斜交する。F部層においては、軸方向の流れがiso-lineに直交ないし大きく斜交する例もある。

第6図のE・F部層にはスランプ構造から復元した古斜面の傾斜方向も示した。スランプによる海底地すべりは東あるいは南東からの迂りを示し、古流向の側方流

と同じ傾向を示している。

能生谷層の古流向は南からの軸流が卓越している。厚い砂岩では東からの側方流も認められる。しばしばみられるスランプ構造は東あるいは南からの迂りを示す。

海底扇状地の復元

ここでは層序学的・堆積学的な検討をもとに、島弧会合部に発達する背弧海盆としての頸城地域に特徴的な難波山相の環境を考慮する。環境の考察に先立って、本地域の層序についての従来の研究との対比について付言する。

1. 従来の層序との対比

調査地域を含む西頸城地域の層序については大村(1930)、兼子(1944)による郷津油田地域の研究をはじめ、藤本ほか(1951)、西田ほか(1966a)、赤羽(1975)

などの報告がある。このうち西田ほか(1966a)が初めて広域的な層序学的研究をまとめ、西頸城地域の新生界下部を下位より火打山・西飛山・能生谷の各層に区分した。その層序区分は西頸城地域の標準層序として永く用いられてきた(新潟県, 1977)。火打山・西飛山層は能生川流域を模式地とし、その上流に分布する火砕岩を含む火打山層を西頸城地域の最下位層としたものである。しかしながら、本調査地域を含む名立川・能生川流域を層序学的に再調査した赤羽(1975)はその層序を正し、最下位層は名立川支流の紫雲谷に分布することを明らかにした。そして下位から紫雲谷・飛山・能生谷層に区分し、それぞれを A~G, H~J, 横畑・皆口・中ノ俣の各部層に細分した。米谷ほか(1986)による西頸城地域の新生界に関する有孔虫化石層序も赤羽(1975)の層序区分を支持している。すなわち、紫雲谷層の A 部層は新潟油田標準層序の七谷階に、B 部層から G 部層、および飛山層、能生谷層は標準層序の寺泊階に対比される。また渡辺(1976)は能生谷層上部を標準層序の椎谷階に対比している。時代的には紫雲谷層から飛山層は中期中新世に、能生谷層は後期中新世に相当する。

本研究の名立川流域での再調査でも、部層単位の層序区分では基本的に赤羽(1975)の区分を支持する結果を得た。しかし、赤羽(1975)の飛山層の I・J 部層は本調査地域では薄く、中ノ俣川における赤羽(1975)の I 部層は本報告の H 部層の最上部に相当し、谷内川においては赤羽(1975)の I 部層が本報告の横畑部層の最下部に位置するなど、その層序的位置と側方関係が不明確であること、また、赤羽(1975)の I・J 部層に相当する泥質岩は岩質的に下位のものとは異なり、上位の能生谷層に酷似することなどから、本報告では I・J 部層は能生谷層の横畑部層に含め、H 部層以下を一括し、難波山層として再定義した。

ただし、能生川流域の H 部層は後に触れるように、名立川流域の H 部層およびそれ以下の各部層とは堆積システムを異にし、広域的には H 部層以上を別の累層にしうる可能性も残っている。

2. 難波山海底扇状地の復元

MUTTI & RICCI LUCCHI(1972, 1975)はタービダイトとその随伴堆積物を A~G の 7 つの基本岩相に区分し、大陸斜面、海底扇状地、海盆底の各堆積環境と基本岩相の組合せとの対応関係を一般化した。WALKER(1978, 1984)は基本岩相をより簡便に 5 つに分類した。すなわち、Bouma Sequence が発達した砂質・等量・泥質フリッシュからなる典型的タービダイト("classical turbidites"), 塊状砂岩(massive sandstones), 含礫砂岩

(pebbly sandstones), 礫岩(conglomerates), およびスランプ・滑動・土石流堆積物など(slumps, slides, debris flows and other exotic facies)である。本地域のタービダイトとその随伴物には、礫岩相があまり発達しないが、基本的には MUTTI & RICCI LUCCHI(1972)の基本岩相 A~G, および WALKER(1978, 1984)の 5 つの基本岩相とよく対応する。

海底扇状地堆積物を認定する上で基本となるのは堆積相の時空的分布である。タービダイトとその随伴堆積物の存在は、一般に半深海ないし深海でのタービダイト堆積盆の堆積物ということを示す。それが扇状地の堆積システムをとっているかどうかは、密接に伴って産する岩相(提携岩相)が時間的・空間的にどのように分布し、重なり合うのかを検討することが必要である。

難波山層における堆積相の 10~数十 m オーダーの垂直的な累重様式には上方細粒・薄層化、上方粗粒・厚層化、並びに不規則ないし無変化の様式が認められる(第 4・5 図)。このうち、上方細粒・薄層化相が最も普遍的である。上方細粒・薄層化相の形成機構については MUTTI & GHIBAUDO(1972)によって、陸上の河川の堆積相の変化を参考にして、移動するチャネルの充填と放棄の過程により形成されるとする解釈が提案された。難波山層中の上方細粒・薄層化相の第 1 の型は含礫砂岩や厚層砂岩から始まり、その下底に削り込みが認められるなど、チャネルの充填堆積物としての特徴を備えている。第 2 の型は砂質フリッシュと泥質フリッシュからなり、平滑で連続のよい層理をもつ。したがって、チャネル充填堆積物ではなく、分枝チャネルの先端に築かれる舌状堆積体と考えられ、その上方細粒・薄層化はチャネル流路が移動し、遠ざかることによるものであろう。

一方、上方粗粒・厚層化は一般に舌状堆積体が前進(プログラデーション)して形成されと考えられている(WALKER, 1984; STOW, 1985)。難波山層中の上方粗粒・厚層化シークエンスには 2 つの型がある。第 1 の型は泥質フリッシュから砂質フリッシュへと順次、粗粒・厚層化するもので、比較的薄い。下部扇状地から中部扇状地への環境の変化、すなわち舌状堆積体が前進して形成されたものと考えられる。第 2 の型は頁岩ないし泥質フリッシュの上に厚層砂岩が累重するものである。厚層砂岩がおもにチャネル充填物、ないしプロキシマルな舌状堆積体とすれば、舌状体間あるいはチャネル間の泥質層の上に移動してくるチャネルの充填堆積物あるいはプロキシマルな舌状体が重なったものと解釈される。不規則ないし無変化の累重様式は、時に砂岩層やスランプ層を伴うが下部扇状地堆積物やチャネル間堆積物

第7図. 各部層ごとの海底扇状地の復元. 舌状堆積体には分岐チャネルの充填堆積物を含む.

が優勢であり、堆積の場が大きく変化しなかったものといえるであろう。

垂直的な累重様式、すなわち堆積相の時間的な変化は海底扇状地での堆積様式で基本的には矛盾なく説明できる。一方、その空間的分布については、おもにチャネル充填堆積物ないしその前縁に形成された舌状堆積体と考えられる砂質堆積物は周囲を泥質堆積物に取り囲まれている(第3図)。泥質堆積物を下部扇状地ないしチャネルおよび堆積舌状体間の堆積物と考えれば、その空間的分布も海底扇状地での堆積様式を支持するものといえる。

堆積相の時空的分布から示唆される難波山層の海底扇状地堆積様式を相補的に支持するものとして、本研究ではタービダイトとその随伴堆積物の砂岩泥岩層厚比と古流向を検討した。その結果は、北北東-南南西の伸びをもつ堆積盆に東ないし南東から、すなわち側方から粗粒碎屑物が供給され、西方へ細粒化するという碎屑物の分散様式が示される(第6図)。F層の砂岩泥岩層厚比のiso-lineには2つの中心をもつ扇状の形が明瞭に示されている。

鍵層に乏しい難波山層では、同一時間面を設定することは困難である。ここでは岩相層序区分にもとづき、粗

粒堆積物の優勢な部層ごとに堆積相の時空分布、砂岩泥岩層厚比、古流向の資料から古地理を復元した(第7図)。B・E層についてはおもに泥質層からなり、全体に粗粒碎屑物の供給の少ない時期といえる。G層についてはH層と大部分同時異相といえる(第2図)ので、H層として一緒に表現した。各部層において舌状堆積体とした砂質堆積物はおおよそ2~3より高い砂岩泥岩層厚比をもつ部分とした。結果的には堆積盆に粗粒碎屑物を供給するフィーダーチャネルは東方に2か所が考えられる。また、堆積相の累重様式から推定されるように、第7図で舌状堆積体としたものには、かなりの割合で分岐チャネルの充填堆積物が含まれる。各舌状堆積体はおおよそ幅1.5~2 km、長さ4~5 km、厚さ約20~50 mであり、分岐チャネルの転移による舌状堆積体の移動が考えられる。

なお、H部層については調査地域の西に位置する能生川流域での層序学的ならびに堆積学的検討によると、本調査地域のH部層より厚層砂岩に富み、また、古流向もSSWないしSからを示す。従って、少なくとも、H部層堆積時には南西からの海底扇状地が大規模に発達してきたものと思われる。

難波山層を整合的におおう能生谷層は泥質フリッシュおよび泥岩の優勢な地層であり、一部に等量ないし砂質フリッシュや厚層砂岩を伴うが、量的には多くない。その堆積環境は全体として下部扇状地から堆積盆平底が示唆され、一部舌状堆積体の堆積物が認められる。その古流向はSSWからの軸流が卓越する。しかしながら、調査地域の能生谷層は規模の大きなスランプ層の発達によって特徴付けられ、斜面基部の環境が強く示唆される。スランプ層の迂り方向は東ないし南東からを示す。これらのことから名立川流域の能生谷層の堆積環境として、東方に斜面があり、その斜面麓に、南西から延びる海底扇状地が広がっていたと考えられ、主要な舌状堆積体はより南西部に存在したことが推定される。すなわち、東方のフィーダーチャネルの働きは能生谷層堆積時を向かって弱まり、粗粒碎屑物はおもに南西から供給されたと思われる。その転換はすでに述べたように難波山層H部層の堆積時に現れ始めたものと考えられる。

なお難波山海底扇状地の堆積相とその堆積システムはMUTTI & RICCI LUCCHI (1972, 1975) や WALKER (1978, 1984) の海底扇状地モデルに比較し、次のような特徴をもつ。①礫岩層が少なく、上部扇状地の主チャネル充填堆積物と堤防堆積物が分布しない。②難波山層中のフリッシュの累重サイクルは一般に厚さ10数mと比較的小さい。③分岐チャネル充填堆積物を含む舌状堆積体の

規模が小さい。

3. 難波山海底扇状地の発達と造構運動

難波山海底扇状地の発達に関連してここではその堆積を促したフォッサマグナ最北部の構造運動について若干の考察を行う。1つは堆積盆の沈降について、2つめは粗粒碎屑物を供給した後背地の位置とその運動についてである。

難波山層は中期中新世の七谷期から前期寺泊期にかけての地層であり、圧密度の高い堅硬な砂岩と硬質頁岩の互層からなる地層である。難波山層は地表では西頸城山地にのみ分布するが、東頸城地域の地下、さらには直江津沖から柏崎沖の海底下にかけて広く分布すること、また、いくつかの坑井資料では難波山相の下位にグリーンタフが伴われ、その積算層厚は3000 m以上に達するところもあることが確認されている(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編, 1982)。また、難波山層分布域北縁は基礎試錐「直江津沖北」で確認され(外山, 1985)、東縁については中央油帯南端と小千谷市片貝の南付近で、舌状に延びる難波山相と黒色泥岩からなる寺泊相が指交することが指摘されている(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編, 1982)。難波山相の堆積深度については柿崎沖(佐藤ほか, 1987)をはじめ、各地の坑井での底生有孔虫群集の解析から下部~中部半深海、一部 CCD(炭酸塩補償深度)以深と考えられている(天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会編, 1982)。堆積深度と局地的な造構運動との関わりを考える上で、汎世界的な海水準の変動を考慮することが重要とされる(Stow, 1985)。前期中新世末から中期中新世初頭に汎世界的海進が進むが、中期中新世末には大きく海退している(VAIL *et al.*, 1977)(第8図)。しかしながら、この海水準変化曲線に示される難波山層堆積中や難波山層と能生谷層の境界付近に推定される規模の大きな海面低下の影響は、難波山層および能生谷層の岩相変化とは対応しない。従って、少なくとも難波山層と能生谷層の堆積システムに対して、汎世界的な海水準変動が一義的な影響を与える要素とは考えられにくい。難波山層と能生谷層の堆積システムには、地域的な造盆地運動と後背地の運動が主要な影響を与えたものと考えられる。前期中新世末から中期中新世末の間に北部フォッサマグナ最北部においては少なくとも3000 mに達するグリーンタフ層と難波山層が堆積している。前期中新世末ないし中期中新世初頭に沈降し始めた堆積盆にこれらの地層が堆積した上で、堆積深度が CCD 前後に維持されるためにはこの間に堆積盆が少なくとも CCD+3000 m は沈降しなければならない(第8図)。中期中新世の頃の日本海周

第8図. 西頸城地域における地史学的姿態曲線.

第8図. 西領城地域における地史的変遷曲線.
相対的海水準変動は VAIL *et al.* (1977) に基づく. 川詰層より上位の地層については遠藤・立石(1985)に基づく. 各層の厚さについては周辺のボーリング資料も参照した.

辺の CCD については必ずしも明らかではない。中新世の CCD は現在のそれよりも浅くなっていたと考えられている (RAMSAY, 1974) ことから、現在の日本列島周辺の深度約 3000 m (BERGER & WINTERER, 1974) より浅いとして約 2500 m とすると、堆積盆沈降量は 5500 m 以上となる。頸城地域の坑井資料では難波山層とグリーンタフを貫いて基盤に達したものが得られていないので、この沈降量は少なく見積もったものであるが、フォッサマグナ最北部の中新世中期の堆積盆沈降量ということになる。なお現日本海の CCD 深度については、2000 m 足らずという見解もあり (ICHIKURA & UJIE, 1973)、中新世の CCD 深度がそれよりも浅いとするこの見積りは減少する。

次に難波山海底扇状地の後背地とその運動について考察する。難波山層の供給方向は古流向から南東ないし東および南ないし南西の2方向が考えられる。南東ないし東の後背地については難波山層の堆積学的・堆積岩石学的検討を行った津田ほか(1976)や、柿崎沖の坑井を検討した佐藤ほか(1987)でも考察されている。その

タービダイト層の発達層準を考慮すると、この後背地からの碎屑物は難波山層の上部になるにつれ、西頸城地域へ供給されるより、より北東部への供給が強まったと考えられる。西頸城地域の海底扇状地への碎屑物供給は、難波山層最上部(H部層)堆積時から能生谷層堆積時にかけて、南東ないし東からの供給は弱まり、南ないし南西からの供給が主要になる。南ないし南西の後背地は堆積盆の連続(赤羽, 1979)からして、おそらく糸魚川-静岡構造線以西の飛騨外縁・美濃帯周辺が考えられる。この後背地は中期中新世末頃から大量の粗粒碎屑物を供給し始めたものと言える。後背地の特定とその運動を明らかにするために、現在、難波山・能生谷層とその相当層の碎屑物の岩石学的検討を進めている。その結果については別途公表する予定である。

ま と め

フォッサマグナ最北部をしめる新潟県西頸城地域に分布する中部中新統難波山層の堆積環境について、層序学的・堆積学的調査をもとに検討した。その結果について

は次のようにまとめられる。

1. 堅硬な砂岩と頁岩のフリッシュ型互層からなる難波山層は岩相上 A~H の 8 部層に細分される。有孔虫群集の検討(米谷ほか, 1986)から, A 部層は新潟油田標準層序の七谷階に, B 部層から H 部層は下部寺泊階に対比され, 時代的には中期中新世に堆積した。難波山層の上位には上部中新統の能生谷層が整合的に重なる。

2. 難波山層・能生谷層はタービダイトとその随伴堆積物からなり, その堆積相は礫岩, 典型的フリッシュ, 頁岩・泥岩, 含礫泥岩・スランプ層に分けられる。典型的フリッシュはさらに砂質・等量・泥質のフリッシュに区分される。礫岩は余り発達しない。

3. 堆積相の 10~数十 m オーダーの累重様式には上方細粒・薄層化相と上方粗粒・厚層化相, ならびに不規則ないし無変化な型が認められる。上方細粒・薄層化相は分岐チャネル充填堆積物, 上方粗粒・厚層化相は舌状堆積体堆積物と考えられる。更に堆積相の空間的分布, 砂岩泥岩層厚比の iso-line, 古流向の検討を合わせて行い, 難波山層は海底扇状地堆積物であり, 粗粒碎屑物は東のフィーダー谷から供給されたことが明らかにされた。

4. 難波山層を堆積したフォッサマグナ最北部の堆積盆は中期中新世の間に少なくとも 5000 m 沈降したと考えられる。すなわち, 難波山層は沈降しつつある堆積盆に堆積した海底扇状地相である。

文 献

- 赤羽貞幸, 1975: 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造。地質雑, **81**, 737-754。
- , 1979: 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(I)。信州大教育志賀自然教育研究施設研究業績, no. 18, 1-23。
- BERGER, W. H. and WINTERER, E. L., 1974: Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In HSU, K. J. and JENKINS, H. C., eds.: *Pelagic sedimentation land and under the sea*. Intern. Assoc. Sed., Spec. Pub., 1, 11-48。
- BOUMA, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits*. 168 p., Elsevier, Amsterdam。
- 遠藤正孝・立石雅昭, 1985: 西頸城北東部の新第三系上部層—特に綱子礫岩の堆積環境について—。新潟大理地誌研報, no. 5, 33-48。
- 藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・隅田 実, 1951: 新潟県西頸城郡下の新生代層について。地学, **3**, 23-30。
- ICHIKURA, M. and UJIE, H., 1976: Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan piston cores. *Bull. Natl. Sci. Mus., Ser. C*, **2**, 151-178。
- 石島 渉・松尾秀邦, 1974: 西頸城植物群(中新世)中よりホンダワラ科海藻化石の発見。地質雑, **80**, 91-92。
- 兼子 勝, 1944: 新潟県郷津油田地形及地質図説明書。地質調査所, 26 p。
- 米谷盛壽郎・一ノ関哲郎・栗田裕司・加藤邦弘・武富浩・木幡信弘, 1986: 北部フォッサマグナ西頸城一小谷・姫川地域に分布する新第三系の有孔虫化石層序と新潟標準との対比について(演旨)。石油技協誌, **51**, 346。
- MUTTI, E. and GHIABAUO, G., 1972: Un esempio di torbiditi di conoide sottomarina esterna: le Arenarie di San Salvatore (Formazione di Bobbio, Miocene) nell'Appennino de Piacenza. *Memorie dell'Accademia delle Scienze di Torino, Classe de Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali*, Series 4, no. 16, 40 p。
- and RICCI LUCCHI, F., 1972: Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi de facies. *Mem. Soc. Geol. Italiana*, **11**, 161-199。
- and ———, 1975: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Appennines. In MUTTI, E., et al., eds.: *9th International Congress of Sedimentology, Nice, France, Guidebook to Field Trip A 11*, 120 p。
- 新潟県, 1977: 新潟県 20 万分の 1 地質図および同説明書。439 p。
- 西田彰一・津田禾粒・市村隆三, 1966 a: フォッサマグナ最北部の新第三系—いわゆる難波山層に関する研究(その 1)一。新潟大理地誌研報, no. 1, 1-14。
- ・———・長谷川美行・永田 聰・篠原興弥, 1966 b: いわゆる難波山層の堆積構造—いわゆる難波山層に関する研究(その 2)一。新潟大理地誌研報, no. 1, 15-20。
- 大村一蔵, 1930: 越後油田の地質及鉱床。地質雑, **37**, 775-792。
- RAMSAY, A. T. S., 1974: The distribution of calcium carbonate in deep sea sediments. In HAY, W. W., ed.: *Studies in paleoceanography. Soc. Econ. Paleontol. Minral., Spec. Pub.*, **20**, 58-76。
- 佐藤 修・船山政昭・安中 斉, 1987: 新潟県柿崎沖構造の堆積相と孔隙性。石油技協誌, **52**, 57-69。
- STOW, D. A. V., 1985: Deep-sea clastics: where are we and where are we going? In BRENCHELEY, P. J. and WILLIAMS, B. P. J. eds.: *Sedimentology: recent developments and applied aspects*, Geol. Soc., Spec. Pub., 18, 67-93。
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会, 1982: 日本の石油・天然ガス資源〈新版〉。455 p., 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会。
- 外山哲英, 1985: 基礎試錐「直江津沖北」。石油技協誌, **50**, 34-42。
- 津田禾粒, 1978: タービダイトからみた新潟積成盆地の発達史。石油技協誌, **43**, 269-276。
- ・長谷川美行・永田 聰・上西敏郎・平井 真・篠原興弥, 1976: いわゆる難波山層堆積時の後背地の運動について—いわゆる難波山層に関する研究(その 6)。新潟大理地誌研報, no. 4, 145-150。
- VAIL, R. R., MITCHUM, Jr. R. M., and THOMPSON III, S., 1977: Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, **26**, 83-97。
- WALKER, R. G., 1978: Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, 932-966。
- , 1984: Turbidites and associated coarse clastic deposits. In WALKER, R. G., ed.: *Facies models* (2nd ed.),

171-188, Geoscience Canada.
渡辺其久男, 1976 : 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔

虫化石層序. 新潟大理地鉱研報, no. 4, 179-190.

(要 旨)

遠藤正孝・立石雅昭, 1990 : 北部フォッサマグナ, 中新世の難波山海底扇状地の復元. 地質雑, 96, 193-209. (ENDO, M. and TATEISHI, M., 1990 : Reconstruction of the Miocene Nambayama Submarine Fan, northern Fossa Magna, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 96, 193-209.)

フォッサマグナ最北部に分布する中新統難波山層は海底扇状地堆積物であると言われてきたが, 本報告では堆積相の時空分布, 砂岩泥岩層厚比, および古流向をもとにその堆積様式を解析した.

難波山層とその上位に整合的に累重する能生谷層を構成する地層はタービダイトとその随伴堆積物である. 堆積相の累重様式には上方細粒・薄層化層, 上方粗粒・厚層化層, ならびに不規則ないし無変化な型が認められる. その側方関係をも加味すると, 難波山層および能生谷層は海底扇状地とその縁辺相と結論される. 砂岩泥岩層厚比および古流向の解析からは, この扇状地の堆積物がおもに東ないし南東からの側方流で, 一部南ないし南西からの軸流で供給されたことが示される. 更に, 軸方向の供給は難波山層の上部層堆積時以降強まったことが明らかにされた.